临汾盆地黄土沉积记录的末次冰期千年尺度气候事件

田庆春[1,2]， 石小静[1]， 郝晓龙[1]

（1. 山西师范大学地理科学学院，山西 太原 030000；2. 山西师范大学中华早期文明研究院，山西 太原 030000）

摘 要：对临汾盆地丁村剖面进行光释光测年，利用粒度年龄模型重建该地区的年代序列，对比分析粒度、频率磁化率和色度等气候代用指标，旨在反映千年尺度气候突变事件在临汾盆地的表现和区域性特征，揭示了东亚季风区末次冰期以来的气候不稳定性与北大西洋地区存在的联系。结果表明：（1）丁村剖面中值粒径和频率磁化率曲线清晰地记录了80~20 ka BP间的5次Heinrich事件和19次Dansgaard-Oeschger（D-O）旋回，其中，H2和H6事件变化幅度最大，信号变化最明显，H5事件次之，H3和H4事件最小，反映了该地气候不仅受大尺度范围气候变化的控制，还受区域气候变化的影响。（2）丁村剖面记录的气候事件与格陵兰冰芯$\delta^{18}O$、黄土高原西部的李家塬剖面以及西风区则克台和塔吉克斯坦剖面均具有很好的对应关系，结合已有研究表明，中国季风区的气候快速波动幅度受西风和东亚夏季风共同影响。

关键词：末次冰期；Heinrich事件；Dansgaard-Oeschger旋回；丁村剖面；临汾盆地

全球气候变化一直以来都是地理学界所关注和研究的热点[1]。大量相关研究表明，从古至今，气候一直是波动变化的，尽管它遵循一定的发展演变规律，但仍存在气候突变事件的发生，比如Heinrich事件[2]、Dansgaard-Oeschger旋回[3]。千年尺度气候突变事件是末次冰期气候最突出的特征之一，也是第四纪古气候研究的重点[4-6]。冰芯[7]、深海沉积物[8]和黄土[9-10]作为反映全球气候变化的三大支柱，均揭示了末次冰期气候快速变化的不稳定性特征。尽管此类气候事件在全球范围内均有记录，且目前热盐环流学说[11]被大量学者所接受，但不同地区之间、相同地区不同剖面的地质记录在变化模式以及事件内部特征上呈现出差异性，使得目前对气候突变事件的成因尚无准确的定论[12-14]，因而寻找新的比较可靠的剖面进行对比分析就显得十分重要。研究短时间尺度气候突变事件、揭示千年尺度气候变化机理，是了解古气候长期演化规律、预测未来气候状况的必要条件，同时也能为应对当前全球气候变暖提供理论依据。

黄土是古气候研究的良好信息载体，记录了丰富的气候信息，末次间冰期以来黄土高原的黄土具有沉积速率快，连续性好，保存完整和分辨率高等特征，因此，适合进行高精度测年来获得更为准确的古气候信息[15]。临汾盆地地处半湿润区向半干旱区过渡带，敏感的地理位置决定了区域内黄土——古土壤序列可以灵敏地反映其古气候变化[16]。以往对临汾盆地的研究主要集中在万年尺度气候演化特征[16-18]，缺乏末次冰期以来的短尺度气候事件研究，即对千年尺度气候突变事件研究。本文在光释光测年基础之上，通过对粒度、频率磁化率和色度等气候指标的分析研究，对比格陵兰冰芯、黄土高原西部以及西风控制下的典型剖面，发现临汾盆地在末次冰期期间发生了一系列的气候冷暖波动事件，揭示了千年尺度气候突变事件在临汾盆地的表现和区域性特征，找到了东亚中纬度地区末次冰期以来的气候波动与北大西洋地区存在的联系，同时对认识整个黄土高原的气候变化具有十分重要的意义。

收稿日期：2022-01-08； **修订日期：**2022-02-24
基金项目：国家自然科学基金项目（41701223）
作者简介：田庆春（1982-），男，副教授，硕士生导师，主要从事全球变化与第四纪环境演化研究. E-mail: tianqch2006@126.com
通讯作者：石小静. E-mail: shixj42725@qq.com

1 研究区概况

临汾盆地位于山西省的中南部，属于山西地堑南段的一个新生代断陷盆地，其将隆起高原分为两部分，西面是吕梁山脉，东面分别为中条山和太岳山，大部分区域海拔均超过1000 m。临汾盆地内部地形以冲积平原为主，平原多数形成于第四纪地质时期，盆地的北面是山地，南面为平原，中部地区分布着不同地质历史时期的黄土[19]，盆地内的沉积物蕴含着丰富的古气候环境变化信息，为研究地质历史时期的环境演化提供了可靠的证据。

丁村位于临汾盆地南部（图1），塔儿山山麓地区，属于温带季风气候，夏季高温多雨，冬季寒冷干燥。年平均气温在9.0~12.9 ℃，年平均降水量约420.1~550.6 mm，一年之中降水主要集中在6—9月，降水变率大，夏季降水占年降水量的70%左右，春季降水仅占全年的15%，具有夏季湿润，冬春干旱的特征[20]。

2 样品采集与处理

2.1 样品采集

丁村剖面位于35°49′45″N，111°25′11″E。整个剖面高6.3 m（图2）。按间隔2 cm，共采集样品315个；同时，按0.5~1.5 m不等间隔，使用直径4.5 cm，长40 cm的不锈钢管，采集5组光释光（optically stimulated luminescence，OSL）样品。

剖面岩性描述如下：

0~60 cm，黄土层，呈浅黄色，土壤空隙较多，土质疏松，粒径偏大；

60~190 cm，弱古土壤层，呈浅棕黄色，土质密实，有白色碳酸盐斑点分布；

190~420 cm，黄土层，呈浅黄色，质地松散，易破碎；

420~570 cm，古土壤层，呈浅红棕色，黏土含量较多，土壤胶结压实，不易破碎，分布有白色碳酸盐菌丝；

570~630 cm，黄土层，呈浅黄色，质地均匀，粉砂含量较多。

2.2 实验室处理

粒度测定使用Mastersizer 2000激光粒度仪，测量范围0.02~2000 μm，实验误差小于1%。实验预处理[16-17]：称取0.2~0.3 g样品，加双氧水去除有机物，加热至溶液变清且没有细小泡沫时，加盐酸除去碳酸盐，待溶液沸腾后注满蒸馏水，静置24 h。测量之前抽去上层水，加入六偏磷酸钠溶液并超声波振荡5 min，最后上机测量[21]。

磁化率实验使用MS2型磁化率仪。测试之前需进行预处理，而后装入磁化率测试专用盒中装满压实，在少干扰或无干扰状态下进行高频（4.7 kHz）和低频（0.47 kHz）磁化率测试[17,22]。每个样品的每种频率分别重复测试3次，取平均值，最后计算频率

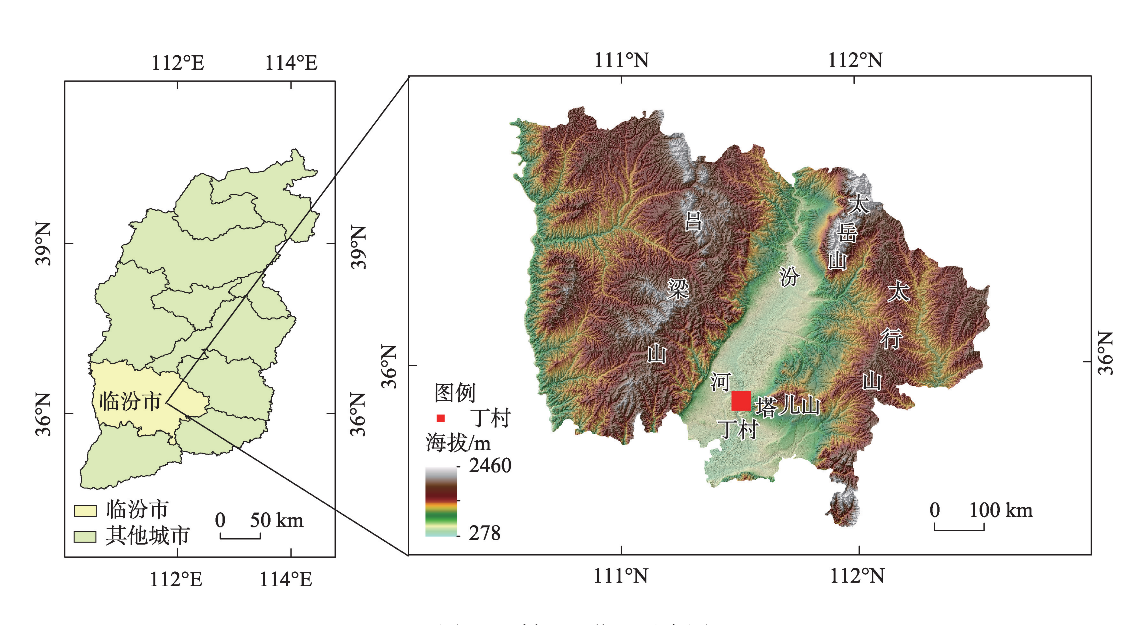


图1 丁村地理位置示意图

Fig. 1 Diagram of geographical location of Dingcun

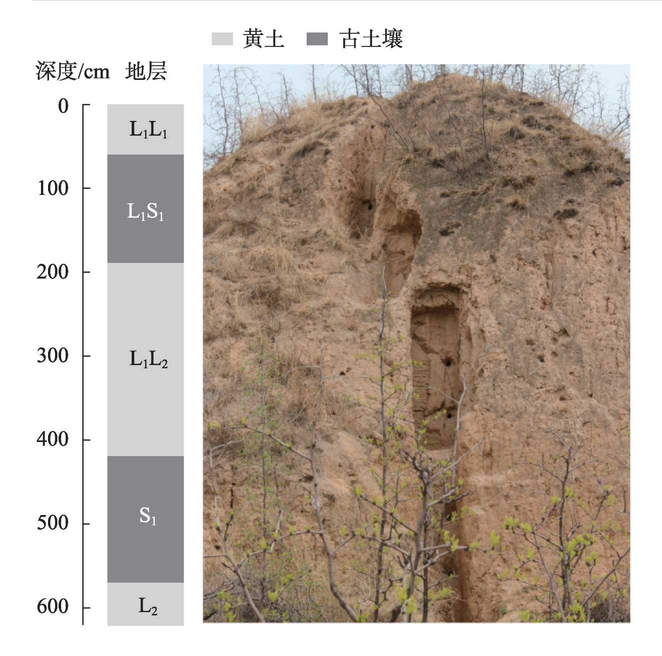


图2 丁村剖面环境特征

Fig. 2 Environmental characteristic map of Dingcun section

磁化率。

色度指标测试所使用仪器为CM-700d分光测色仪,色温6500 K,误差小于0.07,整个实验过程要确保光源稳定,具体操作步骤见文献[23]。

光释光样品的相关实验过程均在青海师范大学年代实验室进行,具体实验步骤参考有关文献[24]。光释光测年测定的是沉积物在上一次曝光事件后埋藏至今的时间间隔。沉积物中的矿物颗粒被掩埋后,开始接受周围环境中U、Th、K、Rb等放射性元素的辐射,随着时间增加,辐射能逐渐累积,这些辐射能在光照射情况下会被清空归零,埋葬之后又会重新积累[24]。光释光年龄为等效剂量和环境剂量率的比值[24-25]。等效剂量,即沉积物被埋葬后接收和积累的辐射总量,通过将已知剂量的人工辐射产生的释光信号与样品天然释光信号比较可以得出。环境剂量率,或称为年剂量率,即沉积物在埋藏条件下,单位时间接收的环境辐射剂量。其与样品中U、Th和K的含量、样品含水量及宇宙射线等有关。U、Th、K元素含量的测定采用中子活化法。含水量测试需综合考虑实测含水量和当地降水量变化。宇宙射线对环境剂量率的贡献则要依据采样点的地理位置、海拔高度和采样深度。根据Aitken[26]提供的公式和参数可计算出环境剂量率。

光释光测年结果[27]见表1。

3 结果与分析

3.1 年代序列建立

丁村剖面的年代序列是以光释光测年为数据,与标准黄土地层和深海氧同位素曲线对比找出主要年代控制点,主要选用以下控制点:MIS2/3界线年龄为28 ka BP,MIS3/4界线年龄为59.72 ka BP,MIS4/5界线年龄为74.36 ka BP[28],MIS5/6界线年龄为129.3 ka BP[29]。选择中值粒径含量变化作为变量,然后将其代入粒度-年龄模型[30],从而获得整个剖面的年代序列(图3)。

3.2 丁村剖面记录的气候事件

对于本区域末次间冰期气候演化框架[16]及末次间冰期的气候波动[17]前人已有讨论,本文主要分析末次冰期千年尺度气候的不稳定性波动。图4显示,丁村剖面气候代用指标清楚地记录了5次Heinrich冷事件和19次D-O(Dansgarrd-Oeschger)旋回。Heinrich冷事件具体表现为中值粒径变粗,频率磁化率值减少;D-O旋回则对应于粒度变细,频率磁化率值增加。通过对比丁村剖面相关气候代用指标发现,中值粒径和频率磁化率在千年尺度气候事件的反映上表现得较为明显,而色度指标的表现虽不及前者,但对气候事件的反映依旧清晰,并且他们均有较高的变化频率,能灵敏地反映更细微的气候波动特征。

图4还显示,丁村剖面记录的5次Heinrich事件

表1 丁村剖面光释光测年数据

Tab. 1 Optical luminescence dating data of Dingcun section

样品	深度/m	U/(mg·kg⁻¹)	Th/(mg·kg⁻¹)	K/%	环境剂量率/(Gy·ka⁻¹)	含水量/%	测片	等效剂量/Gy	年代/ka
DC1-1	1.35	2.46±0.4	11.41±0.7	2.03±0.04	3.85±0.20	15±7	6	160.61±2.74	41.773±2.43
DC3-1	3	2.20±0.4	12.21±0.7	2.12±0.04	3.87±0.20	15±7	6	247.30±13.38	63.85±4.99
DC5-1	4	2.17±0.4	12.34±0.7	2.16±0.04	3.87±0.21	15±7	6	279.23±7.88	72.09±4.57
DC7-1	5	2.04±0.4	10.26±0.7	1.94±0.04	3.53±0.19	15±7	6	345.19±8.10	97.76±5.98
DC8-1	5.5	1.86±0.3	11.09±0.7	1.93±0.04	4.09±0.24	15±7	6	449.59±20.94	109.96±8.63

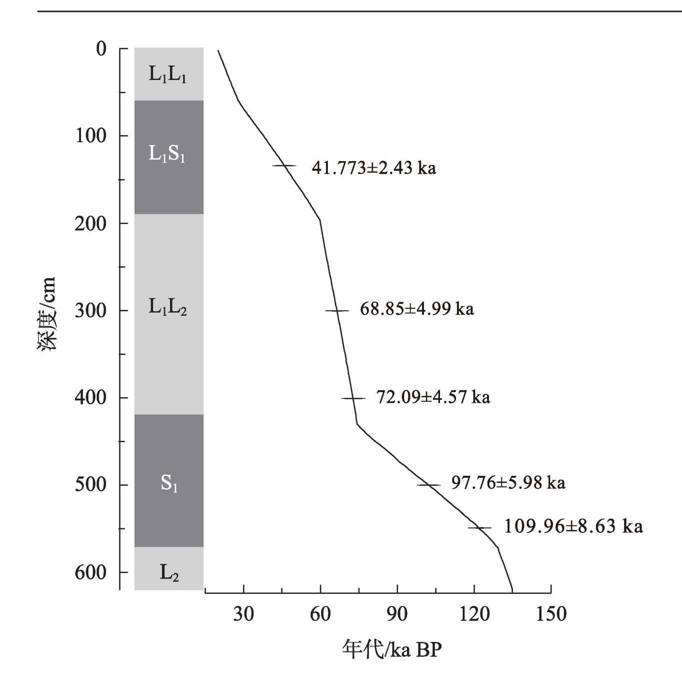


图3　丁村剖面年代-深度模型

Fig. 3　Dingcun section age-depth model

中，H2、H5和H6事件变化强度较H3、H4事件明显。H2和H6分别处于MIS2和MIS4阶段，H5位于MIS3的中期，而H3和H4处于MIS3的晚期，即弱古土壤发育时期。MIS3阶段可分为：早中晚3个阶段，其中早期最为温湿，中期较为干冷，晚期为弱温湿[31]。区域气温上升可能在一定程度上减弱了丁村剖面对这2次寒冷事件的记录。高纬驱动理论[32]认为，北半球高纬地区的冰量是由太阳辐射量控制的，其通过影响西伯利亚-蒙古高压波动，进而影响东亚季风的强弱。相比MIS2和MIS4阶段，MIS3阶段北半球夏季太阳辐射量增加，陆地接受热量增多，冰量减少，西伯利亚-蒙古高压变低，由此，东亚冬季风减弱而夏季风增强。低纬驱动过程[7]则表示，MIS3阶段北半球太阳辐射量增加，热带辐合带北移，东亚夏季风增强。然而，无论是高纬冰量体积变小还是热带辐合带北移，均为北半球太阳辐射量增大导致。因此，综合考虑后认为北半球太阳辐射量增大，区域阶段气温升高，导致Heinrich冷事件信号减弱。同时，可能还与丁村剖面所处地理位置、地形特点以及区域气候有关，丁村剖面位于东西封闭、南北畅通的盆地地形内，冰期或寒冷期时，冬季风势力强，阻挡小，因而对其影响大，区域内气温偏低，使得Heinrich事件的信号增加；间冰期或温暖期时，区域受夏季风影响大，温度升高，降水增多，一定程度上弱化了寒冷事件。

研究还发现，Heinrich事件和D-O旋回在不同指标部分层位上的对应存在差异，比如H6事件在中值粒径曲线上出现的时间早于频率磁化率曲线，D-O 5、9、17和18暖事件也有相同的表现，这说明环

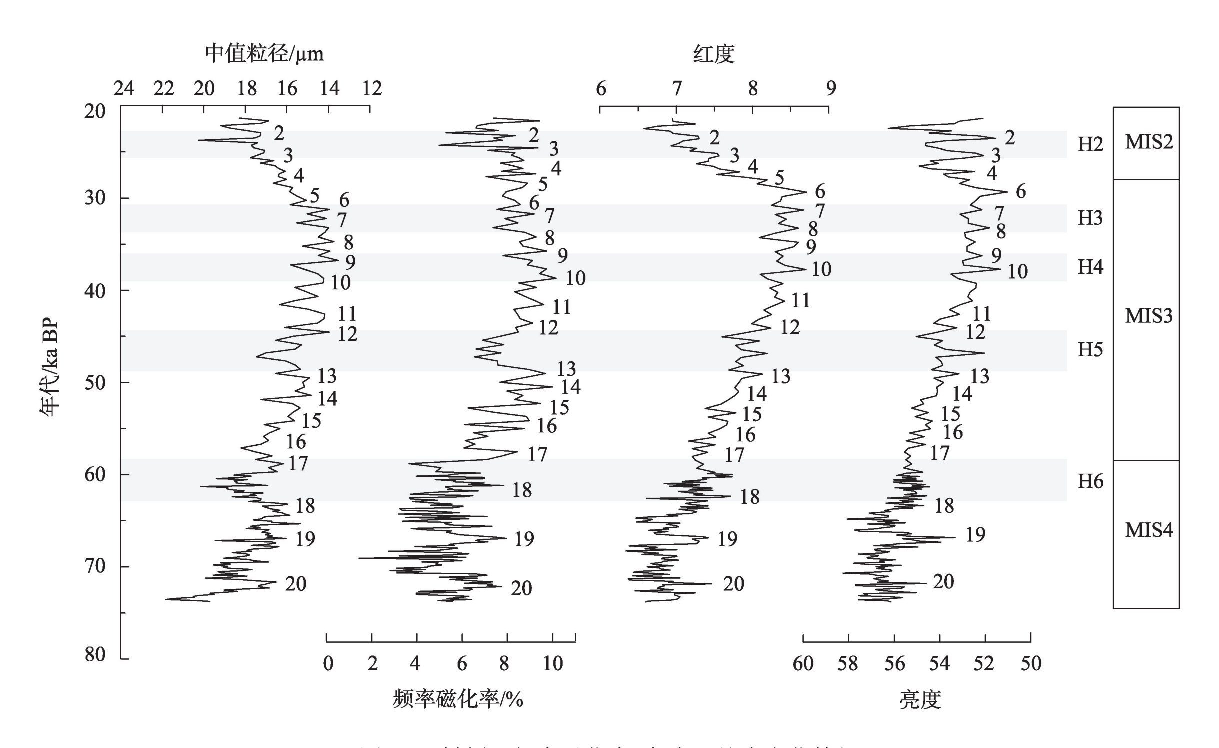


图4　丁村剖面频率磁化率、色度和粒度变化特征

Fig. 4　Frequency magnetic susceptibility, chromaticity and grain size variation characteristics of Dingcun profile

境代用指标对气候事件的响应在时间上存在不同步性。张文翔等[33]通过对新疆塔勒德剖面的粒度、磁化率和地球化学元素的分析后也得出类似的结论。研究认为,粒度在形成过程中主要受到风力的搬运作用,其对环境的响应较为直接,沉积时间和环境对其影响偏小[34];而磁化率的形成更多地受到气候环境变化的影响,是成壤作用累积到一定时间的结果,具有一定的滞后性。因此,频率磁化率指标对环境的响应在时间上落后于粒度指标[33]。

目前,末次冰期千年尺度气候突变事件的成因仍是研究重点。热盐环流(THC)变化学说[11]认为,北大西洋北部及北海因融冰形成冷的淡水,由于盐度小影响了北大西洋深水的形成,使THC减弱甚至关闭。THC减弱使大洋传送带向北输送的热量大大减小,北部区域温度下降,直到海水因温度降低而下沉,北大西洋深水形成加强,THC逐步恢复。冰期中的相对暖期即间冰阶或间冰期,表层传送大量暖水到北大西洋,深水形成很强,THC增加;Heinrich事件时,大量的IRD(陆源浮冰碎屑)输入,深水形成受阻,THC更弱或完全关闭。太阳活动驱动学说[35]认为,百年尺度的太阳活动可能驱动千年尺度的D-O事件。同时,Bond[36]也发现,北大西洋冰漂碎屑含量与太阳活动能量的主周期有很好地一致性,表明在千年尺度上,太阳活动对气候突变事件的控制作用。另外,在上述讨论中,不论高纬驱动还是低纬驱动,甚至是热盐环流,其根本动力均受到太阳辐射的影响。因此,可以初步推测临汾盆地末次冰期千年尺度气候变化可能更多地受太阳辐射的影响,但更为准确的结论还需要进一步的研究来支撑,具体响应过程有待对更多区域大量高精度地质记录的研究。

3.3 区域气候事件对比

末次冰期以来丁村剖面粒度和频率磁化率指标所揭示的气候突变事件与格陵兰冰芯同位素记录的Heinrich冷事件和D-O暖事件具有很好的对应关系。图5显示,粒度变粗事件出现的时间分别大约为23.9 ka BP,31.3 ka BP,37.5 ka BP,47.6 ka BP,61.4 ka BP,与格陵兰冰芯$\delta^{18}O$记录的Heinrich事件发生时间较为一致。这与Porter等[30]的研究结果相似,其用遥相关对此作了解释,认为在西风带环流和西伯利亚-蒙古冷高压的作用下,东亚冬季风变化受到北大西洋气候变化的影响。北大西洋冰筏事件导致高纬地区气候变冷,蒙古西伯利亚高压增强,冬季风强度增大,粒度变粗。由此可见,北大西洋冰筏事件不仅在西风区有所记录,而且在东亚季风主导的临汾盆地黄土地层中也能清晰反映。

临汾盆地气候指标曲线与格陵兰冰芯$\delta^{18}O$记录之间存在显著差异。首先,其气候指标记录均可划分为3个阶段,与深海氧同位素的MIS2、MIS3和MIS4相对应,表明丁村剖面千年尺度气候的不稳定性特征受全球冰量变化影响。其次,就曲线波动形式而言,二者的波动幅度存在较大差异。末次冰期以来格陵兰冰芯曲线波动特征表现为高频变化、快速转换以及等值波动[37],而在临汾盆地指标变化曲线中,末次冰期的气候既没有高频变化,也无快速转换现象,波动幅度相对而言也很小,推测认为与临汾盆地距离冬季风源地远,沉积速率低有关,后期发生的强烈成壤作用[38]和淋溶作用[39]也对其气候环境记录有一定影响。

对比研究黄土高原东南部的丁村剖面、西部的李家塬剖面[40]、新疆则克台剖面[37]和塔吉克斯坦黄土剖面[41]以及格陵兰冰芯$\delta^{18}O$[7]发现,不同地区的4个剖面均记录到末次冰期的千年尺度气候突变事件信号,表明末次冰期气候的不稳定性可能具有全球性意义,然而其具体表现有所不同。一方面,各个黄土剖面记录的Heinrich事件和D-O旋回在发生时间上无法精确一一对应,可能是受到测年精度、控制点选取、年代标尺不同以及区域气候环境独特性等因素的影响。另一方面,从北大西洋到中亚再到东亚,存在Heinrich事件和D-O旋回变化幅度逐渐减弱的趋势[42-43],即塔吉克斯坦黄土记录的气候快速波动信息最明显,新疆则克台剖面次之,而后为李家塬剖面、丁村剖面。这一变化特征同样存在于东亚季风区的其他剖面,管清玉等[10,42]通过将王官和沙沟剖面与中国其他高分辨率黄土记录对比研究发现,末次冰期发生的一系列亚轨道时间尺度上的快速气候波动幅度自西向东逐渐变小,推测主要是由西风与东亚夏季风共同作用所造成的。上述变化表明,北大西洋气候信号很可能是通过西风环流传递到黄土高原的[28,40,43],但西风带的迁移和风力的减弱,以及东亚季风系统的作用,导致千年尺度气候信号在黄土高原地区的表现不及中亚地区[44]。

Heinrich事件对应于格陵兰冰芯记录的最冷气候时期,此时西风环流和东亚冬季风势力的增强,

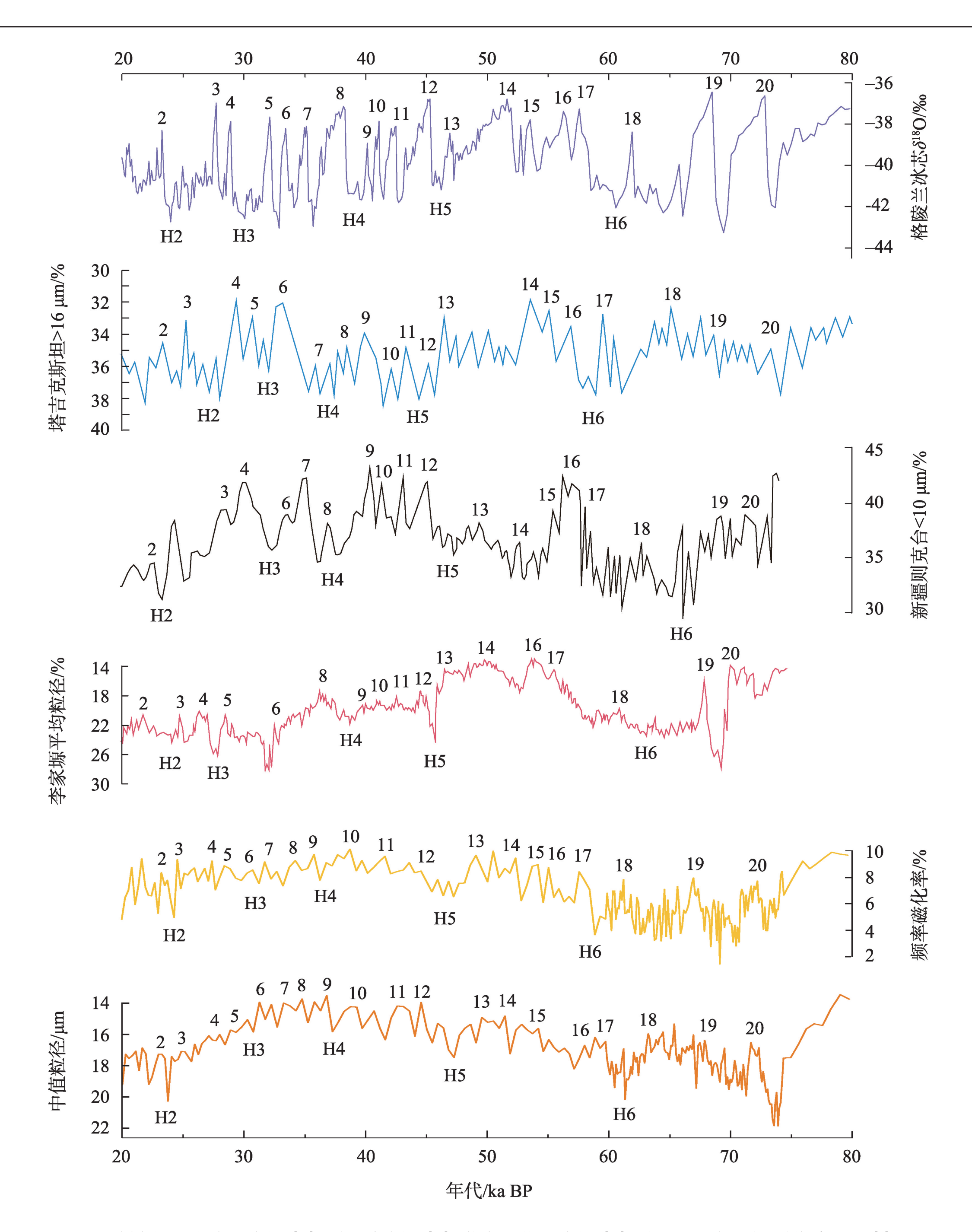


图5　丁村剖面、李家塬剖面[40]、则克台剖面[37]、塔吉克斯坦剖面[41]及格陵兰冰芯氧同位素记录[7]对比

Fig. 5　Comparison of climate records between Dingcun section, Lijiayuan section[40], Zeketai section[37], Tajikistan section[41] and Greenland ice core[7]

促使Heinrich事件从北大西洋地区传递到东亚，距离的远近导致区域气候快速波动幅度有所不同，东亚季风区Heinrich事件的强度小于西风区和北大西洋地区。而对于D-O旋回的研究，关键是要探讨东亚夏季风的影响，同时注意热带海洋对其带来的影响。西风区的气候变化主要受西风控制，热带海洋对其影响微不足道。而在黄土高原地区，尤其是东亚季风区，末次冰期的东亚季风系统占主导地位，此时夏季风虽势力较小，但不容忽视，其在一定程度上部分抵消了西风和冬季风带来的影响[45]，从而使黄土高原D-O旋回的幅度小于西风区和格陵兰地区。总之，西风区主要受西风控制，季风区则由西风和东亚夏季风共同作用，因而千年尺度气候突变信号在西风区更强，在季风区减弱。该研究结果表明，东亚季风区的气候快速波动幅度受西风和东亚夏季风共同影响。以上变化仅表现在西风区和季

风区之间,在季风区内部没有体现,与管清玉[10,42]和郇光剑[45]等研究有所不同,具体原因有待进一步研究。

4 结 论

通过对临汾盆地丁村剖面气候代用指标及不同地区千年尺度气候事件对比研究后,得出以下结论:

(1) 临汾盆地古气候代用指标记录了5次Heinrich事件和19次D-O旋回,其中,H2和H6事件变化幅度最大,信号变化最明显,H5次之,H3和H4最小。MIS3阶段气温的升高与区域气候的独特性可能减弱了对这2次寒冷事件的记录。

(2) 临汾盆地记录的气候事件与格陵兰冰芯的记录具有很好的对应关系,表明该区域黄土中存在北大西洋冰筏事件信息,并与格陵兰冰芯$\delta^{18}O$记录的古气候变化之间相关。

(3) 临汾盆地的千年尺度气候事件与黄土高原的李家塬剖面、新疆则克台剖面、塔吉克斯坦剖面以及格陵兰冰芯$\delta^{18}O$记录相比,具有很好的一致性。从变化强度来看,越靠近夏季风活动区,事件的信号强度越小,表现越弱,说明东亚季风区的气候快速波动幅度受西风和东亚夏季风共同影响。

参考文献(References):

[1] 张兰生. 全球变化[M]. 北京: 高等教育出版社, 2016. [Zhang Lansheng. Global Change[M]. Beijing: Higher Education Press, 2016.]

[2] Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years[J]. Quaternary Research (Orlando), 1988, 29(2): 142-152.

[3] Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic Sediments and Greenland Ice[J]. Nature, 1993, 365(6442): 143-147.

[4] Gorbarenko S A, Harada N, Malakhov M I, et al. Millennial-scale climatic and environmental oscillations in the sea of Okhotsk in response to global changes during the last 190 ka[J]. Doklady Earth Sciences, 2008, 423(2): 1410-1413.

[5] 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 等. 黄土高原过去130 ka来古气候事件年表[J]. 科学通报, 1998, 43(6): 567-574. [Ding Zhongli, Sun Jimin, Yu Zhiwei, et al. Paleoclimatic events in Chinese Loess Plateau during the last 130 ka BP[J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(6): 567-574.]

[6] 王绍武, 谢志辉. 千年尺度气候变率的研究[J]. 地学前缘, 2002, 9(1): 144-154. [Wang Shaowu, Xie Zhihui. Climate variability at millennial time scales[J]. Earth Science Frontiers, 2002, 9(1): 144-154.]

[7] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general iunstability of past climate from a 250-Kyr Ice-Core record[J]. Nature, 1993, 364(6434): 218-220.

[8] Bond G, Heinrich H, Broecker W, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period[J]. Nature, 1992, 360(6401): 245-249.

[9] 陈一萌. 塬堡黄土剖面记录的末次冰期气候不稳定性[J]. 自然科学进展, 2008, 18(5): 538-545. [Chen Yimeng. Instability of the climate of the last glaciation of the loess section record in Yuanbao[J]. Progress in Natural Science, 2008, 18(5): 538-545.]

[10] 管清玉. 末次冰期旋回气候高度不稳定性研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2006. [Guan Qingyu. A Study of the Highly Unstable Climate in Last Glacial Cycle[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2006.]

[11] Broecker W S, Denton G H, Edwards R L, et al. Putting the Younger Dryas cold event into context[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29(9): 1078-1081.

[12] 蓝先洪. Heinrich事件的全球性意义[J]. 海洋地质前沿, 2000(8): 5-7. [Lan Xianhong. Global significance of the Heinrich events[J]. Marine Geology Frontiers, 2000(8): 5-7.]

[13] 刘景昱, 方念乔. 海因里希事件与类海因里希事件[J]. 地球科学进展, 2019, 34(6): 618-628. [Liu Jingyu, Fang Nianqiao. Heinrich events and Heinrich (-like) events[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(6): 618-628.]

[14] 江波, 李铁刚, 孙荣涛, 等. 末次冰期Heinrich事件研究进展[J]. 海洋科学, 2007(11): 73-77. [Jiang Bo, Li Tiegang, Sun Rongtao, et al. Research progress of Heinrich events in the last glacial[J]. Marine Science, 2007(11): 73-77.]

[15] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 106-112. [Liu Dongsheng. Loess and Environment[M]. Beijing: Science Press, 1985: 106-112.]

[16] 田庆春, 杜五喜, 韩军青, 等. 末次间冰期以来临汾盆地气候演化特征——以丁村古人类遗址东沟剖面为例[J]. 干旱区资源与环境, 2019, 33(12): 139-144. [Tian Qingchun, Du Wuxi, Han Junqing, et al. Climate evolution of Linfen basin since the last interglacial period: Case study of Donggou section near the ancient human site of Dingcun[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2019, 33(12): 139-144.]

[17] 裴瑜, 田庆春, 杜五喜, 等. 临汾盆地黄土记录的末次间冰期气候的不稳定性特征[J]. 干旱区资源与环境, 2020, 34(9): 89-94. [Pei Yu, Tian Qingchun, Du Wuxi, et al. Instability characteristics of last interglacial climate recorded by loess in Linfen Basin[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2020, 34(9): 89-94.]

[18] 周汶, 韩军青, 田庆春, 等. 临汾盆地中更新世中晚期沉积环境与气候变化研究[J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(4): 172-177.

[Zhou Wen, Han Junqing, Tian Qingchun, et al. Evolution of sedimenntary environment and climate change in Linfen basin since Mid-late Pleistocene[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2016, 30(4): 172–177.]

[19] 王杜涛. 山西临汾盆地末次间冰期以来古气候变化研究[D]. 上海: 上海师范大学, 2009. [Wang Dutao. The Research on Paleoclimate Changes Since Last Interglacial Stage in Linfen Basin, Shanxi[D]. Shanghai: Shanghai Normal University, 2009.]

[20] 张慧. 临汾盆地13万年以来沉积环境与古气候变化研究[D]. 太原: 山西师范大学, 2013. [Zhang Hui. Research on Sedimentary Environment and Paleoclimate Changes Since 130 Thousand Years Stage in Linfen Basin[D]. Taiyuan: Shanxi Normal University, 2013.]

[21] 韩琴, 李育, 李鹏程. 石羊河流域表层沉积物垂直地带性分异特征——基于粒度与矿物指标[J]. 干旱区研究, 2019, 36(6): 1550–1558. [Han Qin, Li Yu, Li Pengcheng. Vertical zonality of overlying deposits in the Shiyang River Basin: Based on granularity and mineral indicators[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(6): 1550–1558.]

[22] 李文, 穆桂金, 林永崇, 等. 罗布泊盐湖沉积物磁性特征及其环境意义[J]. 干旱区研究, 2021, 38(1): 257–266. [Li Wen, Mu Guijin, Lin Yongchong, et al. Magnetic properties of Lop Nur saline sediments and the environmental implications[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(1): 257–266.]

[23] 石培宏, 杨太保, 田庆春, 等. 靖远黄土–古土壤色度变化特征分析及古气候意义[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2012, 48(2): 15–23. [Shi Peihong, Yang Taibao, Tian Qingchun, et al. Chroma characteristics in the loess-paleosol at Jingyuan section and its signification to paleoclimate[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 2012, 48(2): 15–23.]

[24] 赖忠平, 欧先交. 光释光测年基本流程[J]. 地理科学进展, 2013, 32(5): 683–693. [Lai Zhongping, Ou Xianjiao. Basic procedures of optically stimulated luminescence(OSL) dating[J]. Progress in Geography, 2013, 32(5): 683–693.]

[25] 葛本伟, 刘安娜. 天山北麓黄土剖面的光释光测年分析[J]. 干旱区研究, 2016, 33(4): 869–876. [Ge Benwei, Liu Anna. Optical dating of aeolian loess in northern slope of the Tianshan Mountains, China[J]. Arid Zone Research, 2016, 33(4): 869–876.]

[26] Aitken M J. An Introduction to Optical Dating[M]. London: Oxford University Press, 1998.

[27] 田庆春, 尹佳男, 郝晓龙. 临汾盆地黄土沉积记录的MIS3气候变化[J]. 干旱区研究, 2022, 39(1): 10–20. [Tian Qingchun, Yin Jia'nan, Hao Xiaolong. MIS3 climate change assessed according to loess deposition in the Linfen Basin, China[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(1): 10–20.]

[28] Alwyche. A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. Science, 2001, 294(29): 2345–2348.

[29] Yuan D X, Cheng H, Lawrence E R, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon[J]. Science, 2004, 304(5670): 575–578.

[30] Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation[J]. Nature, 1995, 375(6529): 305–308.

[31] 翟新伟, 吴松, 李富强. 会宁剖面MIS3阶段黄土元素地球化学特征及气候变化[J]. 干旱区研究, 2013, 36(5): 156–161. [Zhai Xinwei, Wu Song, Li Fuqiang. Geochemistry characteristics of elements in loess in the Huining profile in MIS3 and climate change [J]. Arid Zone Research, 2013, 36(5): 156–161.]

[32] 陈一萌, 饶志国, 张家武, 等. 中国黄土高原西部马兰黄土记录的MIS3气候特征与全球气候记录的对比研究[J]. 第四纪研究, 2004, 24(3): 359–365. [Chen Yimeng, Rao Zhiguo, Zhang Jiawu, et al. Comparative study of MIS3 climatic features recorded in Malan loess in the western part of the Loess Plateau and global records[J]. Quaternary Sciences, 2004, 24(3): 359–365.]

[33] 张文翔, 史正涛, 刘勇, 等. 新疆伊犁盆地黄土古气候记录与Heinrich事件对比分析[J]. 冰川冻土, 2015, 37(4): 973–979. [Zhang Wenxiang, Shi Zhengtao, Liu Yong, et al. Climatic record in the loess-paleosol sediment in the Ili basin of Xinjiang and comparative analysis with the Heinrich events[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2015, 37(4): 973–979.]

[34] 蔡莹莹, 李继彦, 屈欣, 等. 大同土林地貌沉积物粒度特征分析[J]. 干旱区研究, 2021, 38(3): 892–900. [Cai Yingying, Li Jiyan, Qu Xin, et al. Grain size characteristics of earth forest sediments in the Datong Basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(3): 892–900.]

[35] Braun H, Christl M, Rahmstorf S, et al. Possible solar origin of the 1470–year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model [J]. Nature, 438(7065): 208–211.

[36] Bond G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene[J]. Science, 2001, 294(5549): 2130–2136.

[37] 叶玮, 董光荣, 袁玉江, 等. 新疆伊犁地区末次冰期气候的不稳定性[J]. 科学通报, 2000, 45(6): 641–646. [Ye Wei, Dong Guangrong, Yuan Yujiang, et al. The instability of climate in Yili Area, Xinjiang in the last glaciation[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(6): 641–646.]

[38] 冯兆东, 陈发虎, 张虎才, 等. 末次冰期–间冰期蒙古高原与黄土高原对全球变化的重要贡献[J]. 中国沙漠, 2000, 20(2): 171–171. [Feng Zhaodong, Chen Fahu, Zhang Hucai, et al. Contribution to global change of Mongolian Plateau and Loess Plateau in the last glaciation and interglacial periods[J]. Journal of Desert Research, 2000, 20(2): 171–171.]

[39] Ding Zhongli, Sun Jimin, Liu Dongsheng, et al. A sedimentological proxy indicator linking changes in loess and deserts in the Quaternary[J]. Science in China, 1999(2): 7.

[40] 丁仲礼, 任剑璋, 刘东生, 等. 晚更新世季风–沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 1996, 26(5): 385–391. [Ding Zhongli, Ren Jianzhang, Liu Dongsh-

eng, et al. The irregular change of the millennium scale of Late Pleistocene monsoon-desert system and its mechanism[J]. Science China (Series D: Earth Science), 1996, 26(5): 385–391.]

[41] Vandenberghe J, Renssen H, Huissteden K V, et al. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia[J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25(17–18): 2380–2389.

[42] 管清玉, 潘保田, 邬光剑, 等. 末次冰期东亚季风快速波动的模式与成因[J]. 沉积学报, 2007, 25(3): 429–436. [Guan Qingyu, Pan Baotian, Wu Guangjian, et al. East Asian monsoon pattern and cause of rapid climate fluctuations during the last glacial[J]. Acta of Sedimentologyica Sinica, 2007, 25(3): 429–436.]

[43] Chen F H, Bloemendal L, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: Evidence for climatic changes over the last 75 kyr[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1997, 130: 325–335.

[44] 刘浩. 亚洲西风区和季风区黄土记录的末次间冰期以来气候不稳定性对比研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2018. [Liu Hao. A Comparative Study on Climate Instability Recorded by Loess in the Asian Westerlies and Monsoon Regions Since the Last Interglacial Period[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2018.]

[45] 邬光剑. 祁连山东段0. 8 Ma以来的构造隆升与气候变化[D]. 兰州: 兰州大学, 2001. [Wu Guangjian. Tectonic Uplifts and Climatic Changes in Eastern Qilian Mountains over the Past 0.8 Ma[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2001.]

Last glacial millennium-scale climate event recorded by loess sediments in Linfen Basin

TIAN Qingchun[1,2], SHI Xiaojing[1], HAO Xiaolong[1]

(1. College of Geographical Sciences, Shanxi Normal University, Taiyuan 030000, Shanxi, China;
2. Academy of Chinese Early Civilization, Shanxi Normal University, Taiyuan 030000, Shanxi, China)

Abstract: Global change is a hotspot of current geography research, among which the millennium-scale climate events during the last glacial stage are the focus of global change research. Optical luminescence dating was conducted on the Dingcun section of the Linfen Basin, and the grain age model was used to reconstruct the chronological sequence of the area. In addition, the climate proxy indicators such as grain size, frequency magnetic susceptibility, and chromaticity were compared and analyzed to investigate the change of millennium-scale climate abrupt events in the Linfen Basin. The performance and regional characteristics revealed the relationship between climate instability in the East Asian monsoon region since the last glacial period and that in the North Atlantic region. Results showed that the median particle size and frequency magnetic susceptibility curves of the Dingcun section clearly recorded five Heinrich events and 19 Dansgaard-Oeschger cycles between 80 and 20 ka BP. The change was evident, followed by the H5 event, and the H3 and H4 events were the smallest, indicating the local climate was not only controlled by large-scale climate changes, but also affected by regional climate changes. Moreover, climatic events recorded in the Dingcun section had a good correlation with the Greenland ice core $\delta^{18}O$, Lijiayuan section in the western Loess Plateau, and Zeketai and Tajikistan sections in the westerly region. Furthermore, the magnitude was affected by the westerly wind and East Asian summer monsoon.

Keywords: last glacial; Heinrich event; Dansgaard-Oeschger cycle; Dingcun section; Linfen Basin